

以黄淮海为例研究农田实际蒸散量^①

王菱 倪建华

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京, 100101)

摘要

以田间实验资料为基础, 建立农田蒸散量和土壤相对含水量与潜在蒸散的函数关系。利用这种函数关系, 计算黄淮海地区, 在自然条件下农田蒸散量的变化。结果表明, 黄淮海农田蒸散量的年变化呈双峰型, 第一峰值出现在冬小麦抽穗开花期, 第二高峰出现在夏玉米抽穗开花期。农田蒸散的区域分布趋势与自然降水分布相一致, 在量值上约等于降水量的 84%。
关键词: 农田实际蒸散, 计算方法, 区域分布。

1 引言

农田蒸散是联系土壤-植物-大气不可缺少的一环, 也是水循环和水资源分量的重要研究内容。农田蒸散与作物产量密切相关, 是研究农作物产量和水分关系的重要指标。因此, 对于农田蒸散的研究, 历来为地学和农业气象学者所重视。

有关蒸发的研究已有 200 多年历史。Dalton 于 1802 年首先综合了空气温度、湿度和风对蒸发的影响, 提出了著名的 Dalton 定律, 它对近代蒸发的创立有决定性的作用。以后通过地表能量平衡方程得到的计算蒸发的波文比-能量平衡法(BREB 法)(Bowen, 1926)及利用近地边界层相似理论的空气动力学方法(Thorntwaite and Holzman, 1939)也相继出现。1948 年, Thorntwaite 和 Penman 同时提出了“蒸发力”的概念及相应的计算公式。其中 Penman 公式^[1]具有坚实的理论基础, 目前仍为计算湿润下垫面蒸发的主要方法, Monteih^[2]于 1963 年通过引入表面阻力的概念导出了 Penman-Monteih (P-M) 公式, 为非饱和下垫面蒸发研究开辟了一条新的途径。前苏联学者在 20 世纪 50 年代曾提出大区域年平均蒸发量的计算方法及根据地表水量平衡原理的流域蒸发计算的水量平衡法。从土壤水运动原理和植物生态学来确定蒸发量是计算蒸发的另一重要途径。

中国对蒸发的研究始于 20 世纪 50 年代, 迄今约有 50 a 的历史。朱岗昆和扬幼章利用 Penman 公式计算了中国东部月蒸发量^[3], 其后, 钱纪良和林之光^[4]、贺多芬^[5]和邓根云^[6]也相继用 Penman 公式计算蒸发力, 卢其尧利用饱和差法^[7]、高国栋利用布德科综合法^[8]计算中国蒸发力, 傅抱璞^[9]和吴厚水^[10]也对蒸发进行了研究。

^① 初稿时间: 1999 年 7 月 25 日; 修改稿时间: 2000 年 7 月 22 日。
资助课题: 国家自然科学基金资助项目(49871041), 中国科学院禹城实验站开放课题(49890330)。

中国气象学者所用的蒸发公式,基本上包括了国外普遍流行的一些主要公式,例如 Penman 公式、布德科公式、Thornthwaite 公式、空气饱和差公式以及空气动力学为基础的经验公式等,这些公式的引入,对中国蒸发研究起着推动作用,但这些工作存在明显的不足:其一,一些外国公式直接运用于中国,计算结果没有经受实际的充分检验,而且客观上也往往缺少检验的实验数据,因而计算结果的误差是很不确定的;其二,除个别外,蒸发计算大多考虑的是在水分没有限制条件下的蒸发,实际蒸发因缺乏实验数据则很少涉及。

对蒸发的测定,农业和水利部门,往往是结合作物需水量的研究,在农田上采用水量平衡法测定蒸发,这已成为许多研究者分析作物需水量和耗水量的基础;各地建站设置大型蒸发池(100 m², 20 m²或 10 m²),小型蒸发器(E601 蒸发器, 80 cm 口径蒸发器等),这些蒸发站积累了长期连续的蒸发数据,并在蒸发方面得到了有用的结果。

中国科学院地理研究所在 20 世纪 70 年代末到 80 年代初相继在山东禹城和北京建立了实验站,专门研究以农田为对象的水分蒸发问题,研究方法大致分为三类^[11,12]:(1) 液态水分消耗测量,有水分平衡法,大型蒸发池、蒸发渗透仪和植物生理测定技术;(2) 水汽传送测量,包括空气动力学法、热量平衡法、空气动力学与热量平衡联立法、涡度相关法等;(3) 红外遥感技术,以点为研究基础,为计算区域蒸发提供了广阔的前景。

由于农田蒸散测定和计算的复杂性,到目前为止,一般仅限于公式的计算或个别地点、个别作物生长季的田间实验,而把农田作为一种下垫面类型,进行区域的宏观研究则不多见。本文以田间实验为基础,简化了农田蒸散的计算程序,利用区域气象和土壤水分资料,计算黄淮海地区在自然条件下的农田实际蒸散量。

2 研究资料来源

田间实验资料来源于中国科学院禹城实验站,该站位于黄淮海东部平原,山东省境内,站内设置各种气象、土壤水分、大型水力蒸发和各种类型土壤蒸发测定仪器,我们主要利用其中的大型蒸渗仪(Lysimeter)测定土壤实际蒸散,和设在蒸渗仪内的中子水分仪测定的土壤水分资料。蒸渗仪表面积 3.14 m²,深 5 m,每日早晚两次称重测定蒸散量,精度为 0.02 mm。按照黄淮海一年两熟的耕作制度,在蒸渗仪内种植冬小麦和夏玉米,管理措施与周围大田相同。中子水分仪测定深度可达 3.9 m,每隔 5 d 测定一次,我们取测深为 0 ~ 100 cm。土壤含水量的单位为容积水含量百分数,是指土壤中水容积(V_w)占土壤容积(V_{\pm})的百分数

$$Q\% = \frac{V_w}{V_{\pm}} \times 100\% \quad (1)$$

为与区域观测资料相一致,我们将容积水含量换算成以水层厚度表示的含水量 W_a (mm)

$$W_a = Q\% \times h \quad (2)$$

式中 h 为土层厚度(mm)。

区域气象资料 and 以旬为步长的土壤湿度资料取自中国气象局,其中土壤湿度资料包括土壤类型、土壤湿度、田间持水量、凋萎湿度和容重。资料年代为 1981 ~ 1995 年,其中 10 a 以上有 6 个台站,4 ~ 10 a 有 21 个台站。

3 农田蒸散的变化规律

农田蒸散包括土壤蒸发和作物蒸腾。土壤蒸发主要受表层土壤水分控制,当土壤表层含水量维持在田间持水量时,土壤蒸发保持稳定,然后是随着水分的散失而降低;作物蒸腾则是由整个作物根层土壤水分供应,随着作物根系不断向下生长,作物吸水量也随之增加。据研究,冬小麦根系在越冬时,根系可达 70 cm,越冬期地上部分虽然停止生长,但根系仍继续生长,到返青期,根深可达 120 cm,返青后,气温上升,根系生长迅速,至开花期停止生长,此时根深可达 280 cm^[13]。但根系吸水量的多少,则取决于根量密度,即每单位土壤体积的根长(cm/cm^3)是估算根系吸水的最佳参数之一。近年来,这一参数在生态学和农学得到广泛的应用,据测定,根量密度主要分布在土壤耕作层内^[14]。我们于 1999 年 4 月 18 日在禹城实验站对冬小麦(孕穗期)的测定,也得到相同的结果(见表 1)。

表 1 禹城冬小麦孕穗期根长密度(单位: cm/cm^3)

	深 度(cm)								
灌 溉	0~10	10~20	20~30	30~40	40~50	50~60	60~70	70~80	0~80
灌 水	2.46	1.40	0.63	0.31	0.24	0.10	0.07	0.11	5.26
不灌水	2.35	1.01	0.54	0.41	0.07	0.08	0.07	0.08	4.61

从表中可以看出,无论灌溉与否,冬小麦根系主要分布在土壤表层,0~50 cm 的根量密度约占 0~80 cm 的 90% 以上。夏玉米生长期短,根系下扎也浅,根系对土壤水分的吸收仅限于 1 m 左右,0~50 cm 根系密度约占 0~120 cm 的 74%~80%^[15]。

与根系相对应的地上部分是叶面积指数,两者生长进程基本保持一致,根量在开花期达最大,此时叶面积指数也达最大。在实际观测中,叶面积指数的获得相对容易,用叶面积指数来表征根系的吸水数量是可行的。

农田实际蒸散受天气因素、土壤湿度和作物生物学特性影响^[16],可用下式表示

$$E_a = f(S) \cdot K_c \cdot E_0 \quad (3)$$

式中 E_a 为农田实际蒸散量, $f(S)$ 为与土壤水分含量有关的土壤水分函数, K_c 为作物生物学特征量,常以叶面积指数表示, E_0 为天气影响因素,从物理角度出发,最有理论依据又最便于表达天气条件对农田蒸散的影响因子是潜在蒸散。

在宏观区域上,一般无法得到系统的叶面积指数资料,因而利用式(3)计算农田蒸散是非常困难的。由以上分析可知,分布在耕作层中的根系,以吸收土壤中的水分来维持其生命活动,土壤水含量的多少,直接影响作物根系的生长状况和叶面积指数的大小,因此以实测土壤水分为研究基础,作物系数已隐含于土壤水分变化之中,故式(3)可以简化为

$$E_a = f_1(S, K_c) \cdot E_0 \quad (4)$$

式中 $f_1(S, K_c)$ 为隐含于叶面积指数的土壤水分函数,这样,我们只要计算 $f_1(S, K_c)$ 和 E_0 ,就能得到在自然条件下的农田实际蒸散量。

3.1 土壤水分函数 $f_1(S, K_c)$ 的计算

在相同的天气条件下,农田蒸散取决于土壤水分函数。研究表明,能为作物吸收利用的是土壤有效水贮量,而土壤有效水分因土壤类型、土壤结构有较大的差异,所以 $f_1(S,$

K_c) 表示为相对有效含水量为宜, 即

$$f_1(S, K_c) = F \frac{W_a - W_p}{W_k - W_p} \quad (5)$$

式中 W_a 实测土壤含水量(mm), W_p 为凋萎含水量, W_k 为临界持水量, 对于式(5), 不同学者给出不同的函数形式^[17, 18]。为计算黄淮海的农田蒸散, 我们利用田间实验资料, 来确定式(5)的函数形式。

实验资料来源于中国科学院禹城实验站蒸渗仪(Lysimeter)测定的不同深度(取自作物根系层0~100 cm)土壤含水量, 与对应日测定的实际蒸散量, 建立函数关系。土壤含水量在田间持水量和凋萎湿度之间, 农田蒸散与土壤水分函数呈线性关系, 如图1所示。

如果把这种函数关系代入式(4), 则式(4)可以写为

$$E_a = \frac{W_a - W_p}{W_k - W_p} \cdot E_0 \quad (6)$$

式(6)中的各分量可用下式表达

$$W_a = \sum_{i=1}^N (W_i \times \frac{C_i}{\rho_w} \times h_i) \quad (7)$$

$$W_p = \sum_{i=1}^N (W_{pi} \times \frac{C_i}{\rho_w} \times h_i) \quad (8)$$

$$W_k = \sum_{i=1}^N (W_{ki} \times \frac{C_i}{\rho_w} \times h_i) \quad (9)$$

式中 i 为取土层次, W_i, W_{pi}, W_{ki} 分别为 i 层实测土壤湿度、凋萎土壤湿度和田间持水量(以干土重百分率表示), C_i 为 i 层土壤容重(g/cm^3), ρ_w 为水的密度(g/cm^3), h_i 为 i 层土层厚度(mm), $i = (1, 2, \dots, N)$ 。

式(5)表明, 当 $W_a = W_p$ 时, 土壤水分函数 $f_1(S, K_c) = 0$, 蒸散量等于0, 当 $W_a = W_k$ 时, $f_1(S, K_c) = 1$, 蒸散量等于潜在蒸发。由于黄淮海地区位于半湿润和半干旱区, 自然降水量为500~800 mm, 土壤水分函数等于0的情况极少发生, 在雨季的短时段中, $f_1(S, K_c)$ 会超过1.0, 但土壤中过饱和水以重力水下渗到土层深处, 除非在低洼地区, 这种情况不会持续较长时间。根据实测资料计算结果, $f_1(S, K_c)$ 通常为0.3~0.9(图2)。

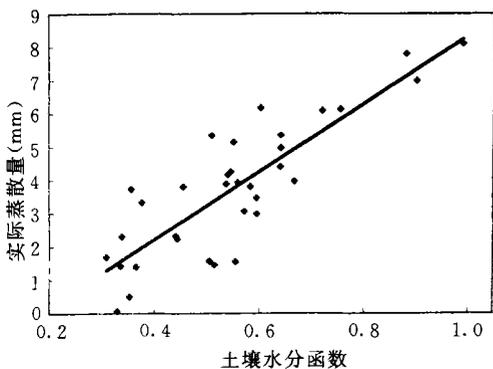


图1 实际蒸散量与土壤水分函数关系

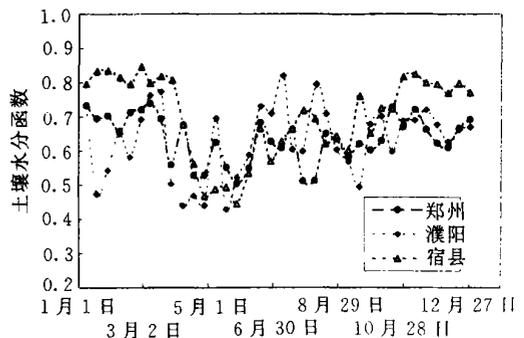


图2 土壤水分函数的年变化

3.2 潜在蒸散(E_0)的计算

英国学者 H L Penman 推导的计算公式, 具有较可靠的物理基础和计算较精确的优点, 被国内外学者广泛应用, 表达式如下^[1]:

$$E_0 = \frac{\delta R_N}{L} + \frac{\gamma E_a}{\delta} + \gamma \quad (10)$$

式中 E_0 为潜在蒸散(mm), R_N 为辐射平衡($J/(cm^2 \cdot d)$), L 为蒸发潜热(J/cm^3), E_a 为空气干燥力(mm/d), γ 为干湿表常数, δ 为气温等于 T_a 时饱和水汽压曲线斜率(γ 和 δ 单位为 hPa/°C), $\frac{\delta}{\delta + \gamma}$ 和 $\frac{\gamma}{\delta + \gamma}$ 为转换水蒸汽能量的“加权因子”, 它们是无因次量。

由于 Penman 公式是在特定的地理环境中实验出来的, 各国学者为了能在本国运用, 对其中参数作了相应的订正, 为在中国应用, 中国学者也对其中参数作了相应的订正:

(1) 对加权因子“ $\frac{\delta}{\delta + \gamma}$ 和 $\frac{\gamma}{\delta + \gamma}$ ”的订正

许多学者均认为加权因子 $\frac{\delta}{\delta + \gamma}$ 和 $\frac{\gamma}{\delta + \gamma}$ 是平均温度的函数, 王懿贤^[19]则详尽证明它们不仅是气温而且是海拔高度(即大气压力)的函数, 本文不再赘述。我们将重点阐明对公式中辐射项的修正和反射率取值的改进。

(2) 对辐射项的订正

Penman 公式中的辐射项^[1]

$$R_N = [Q_A(1 - R)(0.18 + 0.55 \frac{n}{N})] - \frac{\sigma T_a^4 (0.56 - 0.092 \frac{e_d}{e_s})(0.1 + 0.9 \frac{n}{N})}{e_d} \quad (11)$$

式中 Q_A 为大气上界辐射常数, R 为反射率, $\frac{n}{N}$ 为日照百分率, σT_a^4 气温为 T_a 时的黑体辐射, e_d 为实际水汽压。式(11)第1项为入射的短波辐射项, 第2项为射出的长波辐射项。第一项中 $Q_A(0.18 + 0.55 \frac{n}{N})$ 为计算总辐射的经验公式, 为符合中国情况, 王懿贤^[20]采用左大康^[21]在1963年根据中国26个日射台站实测总辐射与日照百率的的相关关系, 确定在中国范围内应用的经验公式

$$(Q + q)_0 = (0.248 + 0.752 \frac{n}{N}) \quad (12)$$

式中 $(Q + q)_0$ 为晴天条件下太阳入射总辐射量, 但文献[21]则把 $(Q + q)_0$ 分成平原和高原两大部分, 因而在实际应用中会产生一定误差, 王菱等人^[22]采用张炯远等人^[23]根据中国72个日射站资料, 推导出的经验公式

$$(Q + q)_{0i} = C_{0i} + C_{1i}\Phi + C_{2i}Z + C_{3i}E \quad (13)$$

计算中国晴天最大辐射, 式中 $i = 1, 2, \dots, 12$ (月), $(q + q)_{0i}$ 为1~12月各月晴天总辐射月总量($MJ/(cm^2 \cdot 月)$), $C_{0i}, C_{1i}, C_{2i}, C_{3i}$ 为系数, Φ 为纬度(°), Z 为海拔高度(m), E 为月平均绝对湿度(hPa), 因此, 经改进后的 Penman 公式为

$$E_0 = \frac{\delta}{\delta + \gamma} \frac{1}{L} [(Q + q)_a 0.248 + 0.752 \frac{n}{N}] (1 - R) - \sigma T_a^4 (0.56 - 0.092 \sqrt{e_a}) (0.1 + 0.9 \frac{n}{N}) + \frac{\gamma}{\delta + \gamma} [0.26(1 + a 0.749 \times 10^{-3} U_2)(e_a - e_d)] \quad (14)$$

式中 $(e_a - e_d)$ 为水汽压差(hPa), U_2 为2 m 高度处风速(m/s), R 为反射率, a 为风速观测高度的换算系数。在中国气象网中,风速观测高度为10 m,在计算时,需将10 m 高的风速换算成2 m 高的风速:洪嘉珪曾实验 a 为0.83^[24],而本文则采用0.78,后者是王懿贤^[20]引用 Mccuiioch J. S. G. 计算 Penman 公式的系数,按气象部门1956年所采用的风速高度换算系数。

反射率是由下垫面特性决定的。在以往的计算中,水面反射率取值为0.05,植被表面反射率为0.18~0.20。实际上,反射率随季节而变化,在生长季反射率为0.18~0.20;而在非生长季节,特别在冬季,由于积雪,而使反射率明显增大。因此,对农田反射率的取值上,我们粗略划分为作物生长季和非生长季两个时段,前者取值为0.18,后者,则引入了月积雪指数 G_0 (月积雪日数与月日数之比)。首先,我们计算中国华北、东北、西北和西南地区(包括西藏)1月积雪指数,然后与同期月平均反射率建立函数关系,结果发现华北、东北、西北地区的反射率与积雪指数(G_0)线性方程斜率相近,因此,我们把这3个地区归并为一类,其线性方程如下式所示

$$R = 0.18 + 0.35G_0 \quad (15)$$

利用经改进后的 Penman 公式(14),计算黄淮海月潜在蒸散,然后利用梯形法,计算旬潜在蒸散。

根据已计算好的 $f_1(S, K_c)$ 、 E_0 ,利用式(4),计算以旬为步长的农田蒸散量,36旬之和为年蒸散总量。

4 计算结果的验证

我们采用目前应用最广泛的水量平衡法作为式(4)计算结果的验证,以郑州为例,计算1985~1995年以旬为步长,自然条件下的实际蒸发:

$$E_{an} = R_n - \Delta M_n - R_{on} - D_n \quad (16)$$

式中 E_{an} 为水量平衡法计算的旬实际蒸散量。 R_n 为旬降水量, ΔM_n 为第 n 旬和 $n-1$ 旬土壤水分差, R_{on} 和 D_n 分别为地表径流和地下渗漏。设在平坦、土层深厚的农田, R_{on} 和 D_n 可忽略不计,式(16)可简写为

$$E_{an} = R_n - \Delta M_n = R_n - (M_n - M_{n-1}) \quad (17)$$

根据式(17)计算的 E_{an} 和用式(4)计算的 E_a 列于表2,从表中可以看出:两种方法计算蒸发的年总量是相近的,水量平衡法(E_{an})为640.9 mm,式(4)计算(E_a)为626.2 mm,两者误差仅为2%,这说明公式(4)的计算精度是可信的。但是,各月的蒸散量,两者存在着较大的差异,究其原因,主要是在资料的处理上不够严谨:我们所用的土壤湿度资料是来自农业气象站,按观测规范为每旬8日测定,降水前后还要加测土壤湿度;降水资料则是旬

值,两者存在着2 d的误差,在计算上,未能在时间上给予同步,也未对降水前后进行分别计算,因此,不论在干旱少雨或多雨季节,均会产生一定误差。

表2 两种方法(E_{an} , E_a)计算蒸散量(mm)的比较(地点:郑州)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
ΔM_n	1.3	2.2	-20.5	-3.9	-3.1	15.7	-14.7	15.8	-4.2	8.6	-6.0	8.9	0
R_n	8.6	12.5	26.8	53.7	42.9	68.0	154.4	119.3	71.0	43.8	30.5	9.5	641.0
E_{an}	7.3	10.3	47.3	57.6	46.0	52.3	169.1	103.5	75.2	35.2	36.5	0.6	640.9
E_a	13.5	16.4	32.6	54.9	80.4	103.8	93.3	80.7	64.4	48.1	24.8	13.3	626.2
误差(%)	0.45	0.37	0.31	0.04	0.43	0.50	0.45	0.22	0.14	0.27	0.32	0.95	0.02

表2中有两点值得指出:其一,土壤水贮量是个瞬时变量,由于补给和消耗的复杂关系,根系层水贮量变化有增有减,补给大于消耗,贮水量增加,变量为正,反之则为负,就全年变化总量来说,它等于零。其二,在中国中原地区(属半湿润和半干旱区),在自然条件下,年蒸散量与年降水量相近。

5 农田蒸散的分布规律

5.1 农田蒸散的年变化

图3是黄海淮海部分地区,在自然条件下,以旬为步长农田蒸散量的变化。从图中可以看出:在冬季,由于气温较低和植被较少,旬蒸散量约在10 mm以下,春季随着气温的上升,作物进入生长旺季,蒸散量逐步增大,到5月上甸进入高峰期,峰值在50~60 mm,随后到6月上中旬,小麦进入成熟期,蒸散量开始下降,到8月上中旬进入玉米生长盛期,蒸散量达第二高峰期,此后,随着收获期的临近,农田蒸散量又迅速下降。黄淮海大部分为冬小麦、夏玉米一年两熟地区,蒸散量与作物生长进程相一致的双峰型变化普遍存在。

灌溉农田,蒸散的双峰形式表现更为明显,图4是禹城实验站大型蒸渗仪测定的实际蒸散量(1992~1998年),从图4可以看出,在冬小麦的抽穗、开花期的蒸散量,不仅远高于同期的降水量,而且也高于计算的潜在蒸散量,是一年蒸散量最高的时期。

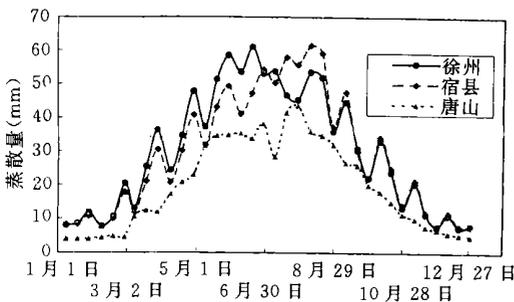


图3 农田蒸散量的全年变化

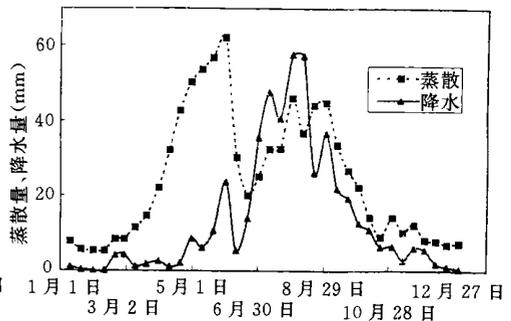


图4 蒸渗仪测定的实际蒸散量全年变化(禹城)

5.2 农田蒸散量的区域变化

农田蒸散量主要来源于降水,因此,它的变化基本上与降水分布趋于一致。其分布形

势是由东南向西北减少,在黄淮南部的阜阳地区,年蒸散量 >900 mm,在东部的淮阴(清江)等地 >800 mm,在黄淮的中西部(河南的新乡、濮阳、郑州、商丘和河北的南部等地) <700 mm;在北部的密云、遵化、唐山等地,由于受燕山山脉抬升气流的影响,降水较多,农田蒸散量较大,其中遵化 >750 mm,为黄淮北部的高值区。低值区出现在渤海湾的昌黎、黄骅等地,年农田蒸散量为 $530\sim 560$ mm,是黄淮海农田蒸散量最少的地区。

图5是以宿县、徐州为例,说明降水、农田蒸散量、土壤水贮量的关系,农田蒸散量、土壤水贮量来源于降水,但它们却有着不同的变化态势。图中方点实线为 $0\sim 50$ cm 土壤水贮量的变化,它远高于降水和农田蒸散量,这是由其土壤本身特性和作物根系生理、生态特性所决定的。从土壤来说,土壤水分的形态大致分为化学结合水、吸湿水和自由水三类^[25],自由水又分为膜状水、毛管悬着水、毛管支持水和重力水。按现有土壤观测规范,除“化学结合水”外,其它类型水都能被检测到,但供土壤蒸发和植物蒸腾的是毛管悬着水、毛管支持水,重力水只是部分时间可供利用,因为它只能短时间存在于土壤中,随着时间的延长,它将逐渐下降补充到地下水。从作物根系生理特性来说,根系吸水受土壤溶液浓度限制,土壤水溶解土壤中的矿物质营养和盐类,变成土壤溶液,高于一定浓度的溶液是不能被根系吸收的,这个界限称为作物的凋萎湿度,不同的土壤类型、不同作物凋萎湿度是不同的,但同类型土壤和作物的凋萎湿度基本保持定常状态。现以陕西土壤(表3)为例^[26]表说明。

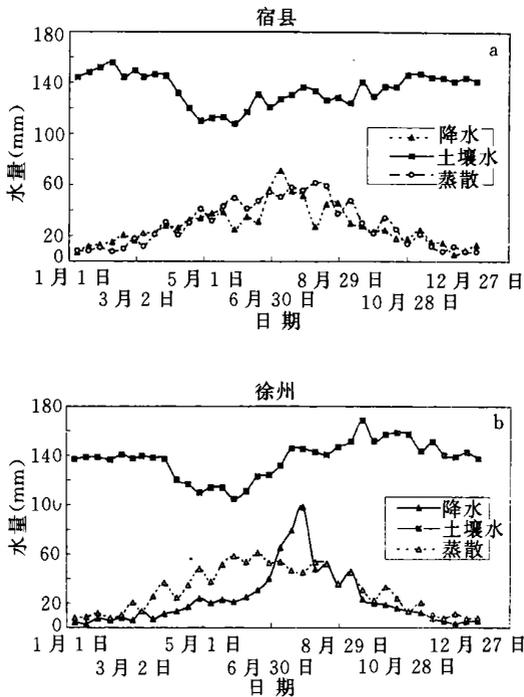


图5 降水、农田蒸散量和土壤水贮量的变化
(a. 宿县, b. 徐州)

从表3中可以看出,不能被植物利用的无效水约占田间持水量 $30\%\sim 50\%$ 左右,在

自然降水条件下,土壤含水量不总是保持在田间持水量的水平上,因此无效水可能占更大有比例。从根系生态分布来说,根系吸水主要分布在 30 cm 以上耕作层(见表 1),而土壤湿度测定为 0~50 或 0~100 cm,另外,土壤蒸发一般发生在土壤表层几厘米,当土壤上层变干,土壤蒸发减少,而下层土壤则保持相对较多水分。

表 3 陕西主要土壤深度(0~100 cm)田间持水量和凋萎含水量(mm)

	黄绵土	黑垆土	瘠土
田间持水量	189	258.9	268.1
凋萎含水量	52	86.1	147.7
田间持水量 凋萎含水量 × (%)	27.5	33.2	55.1

农田蒸散量和降水量变化趋势基本一致,在量值上占降水量的绝大部分,表 4 列出了黄淮海部分地区年降水量和年蒸散量的及两者的比值。

表 4 黄淮海部分地区年降水量和年蒸散量(mm)的比较(忽略小数)

	郑州	商丘	宿县	遵化	昌黎	亳州	黄骅	淮阴	新乡	赣榆
年降水量	641	721	887	804	609	811	643	959	641	953
年蒸散量	626	632	792	771	533	785	563	857	627	806
年降水量 年蒸散量 (%)	97	87	89	95	87	96	87	89	97	84

从表 4 中可以看出,黄淮海大部分地区年蒸散量占年降水的绝大部分,也就是说,在黄淮海平原地区,降水总量的绝大部分用于农田蒸散,这将给我们提出一个问题,如何利用黄淮海有限地表水和地下水资源。

6 问题讨论

区域天然水资源是降水总量。从水量平衡观点出发,它等于地表径流、地下渗漏和蒸散量之和,从资源利用出发,它等于地表水资源、地下水资源和土壤水资源之和。从表 4 中可知:在黄淮海地区,农田蒸散约占降水资源的 84% 以上,这就对我们如何利用黄淮海地区水资源提出一个问题:从生态平衡角度出发,黄淮海有多少地下和地表水资源可供利用? 根据本文计算结果,黄淮海地区对地表水和地下水的取用应不超过降水量的 16% 或更低,尽管我们在计算上可能存在着误差,至少,在年总量范围内还是可信的。据由懋正等人对区域水量平衡的研究^[27],在华北平原(黄河以北)地表水资源占降水总量的 6.8%,地下水资源占 15.7%,两者合计约占降水总量 22% 左右。

近年来,黄河流域由于灌溉面积日益扩大,工业用水不断增加,以及近年来降水减少,造成黄河断流日趋严重,受害严重当属黄河下游的黄淮海地区。由于地表水短缺,转而加大开采地下水力度,严重超采的结果,已出现大面积地下水下降的漏斗区,漏斗区水位已下降 10~30 m 或更甚,有的地区地下水已成为不可恢复区,这将对生态环境造成永久性的伤害。

黄淮海地区农业用水约占国民经济用水的 85% 以上, 节约农业用水是保护地表水和地下水的關鍵所在。节约农业用水在于提高作物水分利用效率和减少土壤蒸发, 这是我们今后应研究的问题。

参考文献

- 1 Penman H L. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc Roy soc A, 1948, 193, 120~145
- 2 Monteith J L. Environmental Control of Plant Growth(L. T. Evans, ed.). Academic Press, 1963, 95~112
- 3 朱岗昆, 杨幼章. 中国各地蒸发量的初步研究. 气象学报, 1955, 26(1~2): 1~24
- 4 钱纪良, 林之光. 关于中国气候区划的初步研究. 地理学报, 1965, 31(1): 1~14
- 5 贺多芬. 中国北方五省冬小麦自然水分条件及其对产量的影响. 中国农业科学, 1979, 4: 16~27
- 6 邓根云. 水面蒸发的一种计算方法. 气象学报, 1979, 37(3): 87~95
- 7 卢其尧, 卫林等. 中国干湿期与干湿区划的研究. 地理学报, 1965, 31(1): 15~24
- 8 高国栋, 陆渝蓉, 李怀瑾. 中国最大可能蒸发量的计算和分布. 地理学报, 1978, 3(2): 102~111
- 9 傅抱璞. 土壤蒸发的计算. 气象学报, 1981, 39(2): 226~236
- 10 吴厚水. 利用蒸发力进行农田灌溉预报的方法. 水利学报, 1981, 1: 1~9
- 11 左大康, 谢贤群主编. 农田蒸发研究. 北京: 气象出版社, 1991, 216pp
- 12 谢贤群, 左大康, 唐登银主编. 农田蒸发—测定与计算. 北京: 气象出版社, 1991, 237pp
- 13 中国科学院台站网络《农作物耗水量研究》课题组. 作物与水分关系的研究. 北京: 中国科学技术出版社, 1992. 84~92
- 14 邵明安, 扬文治等. 植物根系吸水的数学模型. 土壤学报, 1987, 24(4): 295~305
- 15 刘昌明, 于沪宁主编. 土壤—作物—大气系统水分运动研究. 北京: 气象出版社, 1997, 18~31
- 16 Jeevananda Reddy S. A simple method of estimating the soil water balance. Agricultural Meteorology, 1983, 28: 1~17
- 17 康绍忠, 熊运章. 干旱缺水条件下麦田蒸散量的计算方法. 地理学报, 1990, 45(4): 475~483
- 18 王石立, 娄秀荣等. 相对蒸散在冬小麦干旱宏观评价中的应用. 气象学报, 1998, 56(1): 104~111
- 19 王懿贤. 高度对彭门蒸发计算公式中 $\frac{\delta}{\delta+\gamma}$ 和 $\frac{\gamma}{\delta+\gamma}$ 二因子的影响. 气象学报, 1981, 39(4): 503~506
- 20 王懿贤. 彭门蒸发力快速表算法. 地理研究, 1983, 2(1): 93~107
- 21 左大康, 王懿贤等. 中国地区太阳总辐射的空间分布特征. 气象学报, 1963, 33(1): 78~95
- 22 王菱, 陈沈斌等. 利用 Penman 公式计算潜在蒸发的高度订正方法. 气象学报, 1988, 46(3): 381~383
- 23 张炯远, 冯雪华等. 多元回归计算中国最大晴天总辐射能资源的研究. 自然资源, 1981, 1: 38~46
- 24 洪嘉琰. 水面蒸发的计算. 见: 左大康, 谢贤群主编. 农田蒸发研究. 北京: 气象出版社, 1991, 216pp
- 25 《土壤水分测定方法》编写组编著. 土壤水分测定方法. 北京: 水利电力出版社, 1986, 2~3
- 26 陕西省土壤普查办公室. 陕西土壤. 北京: 科学出版社, 1992. 308~318
- 27 由懋正, 王会肖. 农田土壤水资源研究. 见: 刘昌明, 于沪宁主编. 土壤—作物—大气系统水分运动实验研究. 北京: 气象出版社, 1997, 200pp

RESEARCH OF ACTUAL EVAPOTRANSPIRATION IN FARMLAND: A CASE STUDY IN HUANG-HUAI-HAI RIVER REGION

Wang Ling

Ni Jianhua

(Institute of Geographic Science and Natural Resources Research, CA S, Beijing 100101)

Abstract

On the basis of the experimental data in farmland, a function relationship between the potential evapotranspiration and the relative water content of the soil in the root zone was established. By using the function relationship, the actual evapotranspiration was calculated in natural rainfall condition in Huang - Huai - Hai region. The annual change of the actual evapotranspiration was in dual - peak type, the first peak value occurred in the booting - flower stage of wheat, the second one took place during booting - flower stage of summer corn. The trend of regional distribution of evapotranspiration conformed to that of natural precipitation, its value was over 84% of the rainfall.

Key words: Actual evapotranspiration in farmland, Estimating method, The regional distribution of actual evapotranspiration.

勘 误

刊登在 2001 年(第 59 卷)第 4 期余晖和吴国雄的文章“湿斜压性与热带气旋强度突变”,其中 441 页倒数第 11~12 行的内容应为:

由上述定义,得

$$g(\zeta_p + f)\theta_{ep} = P_{m2} - P_m \quad (7)$$

一般来说, P_{m2} 的量级较小, P_m 主要由 P_{m1} 决定。当湿位涡守恒时,垂直涡度的变化主要取决于大气垂直稳定度的变化。但是,在某些特殊情况下(如热带气旋), θ_e 面的倾斜程度非常大, P_{m2} 的量级可与 P_{m1} 相当。这时,当风垂直切变或湿斜压性的增加导致 $|P_{m2}|$ 增大、且大气垂直稳定度不变或其变化不足以抵消 P_{m2} 的变化时,垂直涡度将得到发展。因为 $|\theta_{ep}|$ 很小,这种涡度发展往往非常激烈。文献[2]应用外切平面定律对此进行了说明,并根据此类涡度发展的特点称之为倾斜涡度发展(SVD)。

由于编辑部工作中疏漏出现以上差错,谨向作者和读者致歉。

《气象学报》编辑部

2001 年 12 月